

Untersuchung des Einflusses atmosphärischer Strukturen auf GPS-Laufzeitverzögerungen

Karolin Eichler, Michael Bender und Armin Raabe

Zusammenfassung

Zur Messung von Wasserdampf stellen globale, satellitengestützte Navigationssysteme eine günstige sowie zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Alternative zu den bis jetzt etablierten Methoden dar. Zur Abschätzung des Potentials dieser Messmethode müssen die abgeleiteten Parameter auf ihre Qualität untersucht werden.

Hier wird eine Sensitivitätsstudie vorgestellt, bei der GPS – Daten aus meteorologischen Bodenfeldern simuliert wurden. Ziel war die Bestimmung des maximalen Einflusses der Atmosphäre auf die GPS – Beobachtungen und eine Bewertung der bei der GPS – Prozessierung getroffenen Annahmen.

Dabei wird die Laufzeitverzögerung des GPS – Signals, die sich durch den Einfluss der neutralen Atmosphäre ergibt, berechnet und mit Modellen verglichen, die eine isotrope Atmosphäre annehmen. Des Weiteren wurde die Eignung der GPS – Laufzeitverzögerungen für die Atmosphärensondierung unter verschiedenen Modellannahmen geprüft.

Es zeigt sich, dass atmosphärische Strukturen wie Fronten, Konvektion, trockenere und feuchtere Gebiete in den Laufzeitverzögerungen erkennbar sind. GPS – Beobachtungen können somit wertvolle Informationen über die räumliche Struktur der Atmosphäre liefern. Es ergab sich weiterhin, dass das Modell nach Saastamoinen genutzt werden kann, um den trockenen Anteil der Laufzeitverzögerung mit guter Genauigkeit zu bestimmen. Dies ist notwendig um den feuchten Anteil von der messbaren totalen Laufzeitverzögerung abzuspalten, der für meteorologische Anwendungen benötigt wird.

Summary

Global navigation satellite systems provide new methods to measure the water vapour in the atmosphere. These systems provide highly resolved spatiotemporal observations and are an inexpensive alternative to existing measurement techniques. To assess the potential of this method the received parameters must be studied.

In this article a study is presented within which GPS data were simulated with the aid of meteorological fields. The aim was the estimation of the maximum impact of the

atmospheric state on the GPS observations. The initial assumptions made by the GPS data processing were investigated.

The delay of the GPS signal due to the neutral atmosphere was calculated and could be compared to delays calculated by models which assume an isotropic atmosphere. In addition the application of GPS delays for atmospheric sounding was investigated.

It was shown, that atmospheric structures like convection, fronts, dry and wet areas could be identified using GPS delays. GPS observations provide therefore valuable information about atmospheric structures. Furthermore, it was demonstrated that the Saastamoinen model can be used to calculate the dry delay with sufficient quality. This part is used to separate the wet part from the measured total delay. The wet delay is an important parameter for the sounding of the atmosphere and the water vapour tomography.

1. Einleitung

Der für die Positionsbestimmung als störend empfundene Einfluss der Atmosphäre auf die Signale globaler satellitengestützter Navigationssysteme (z. B. GPS) kann gemessen werden und stellt die Möglichkeit dar, meteorologisch relevante Parameter, wie z. B. den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, abzuleiten. Durch die Prozessierung dieser Daten in naher Echtzeit wird ein Einblick in den aktuellen Zustand der Atmosphäre gewährt. Diese Messmethode bietet eine flächendeckende, kostengünstige und in ihrer Auflösung erweiterbare Möglichkeit der Wasserdampfmessung.

Aus dem GPS – Signal kann die Phasenwegverlängerung, auch Slant Total Delay (STD) genannt, abgeleitet werden, d. h. die zusätzliche Strecke, die das Signal beim Durchgang durch die Atmosphäre im Vergleich zum geometrischen Weg im Vakuum zurücklegt. Dieser Weg kann in einen feuchten (Slant Wet Delay, SWD) und einen trockenen Anteil (Slant Dry Delay, SDD) unterteilt werden. Letzterer ist weniger variabel und kann mit Modellen, die eine horizontal isotrope Atmosphäre annehmen, bestimmt werden.

Diese Delays liefern vorerst integrale Informationen, aus denen über die Assimilation in ein Wettermodell oder tomografische Ansätze ein dreidimensionales Feld berechnet werden kann.

Die Abspaltung des Wet Delays vom Total Delay erfolgt mittels Modellannahmen, die derzeit nur die aktuellen meteorologischen Beobachtungen in Bodennähe mit einbeziehen. In den Wet Delay fließen demnach sowohl die Fehler, die aus diesen Annahmen hervorgehen, als auch die Messfehler mit ein [Bender 2008a]. Daher ist eine Abschätzung der Qualität der aus GPS - Messungen abgeleiteten Parameter nötig.

Die hier vorgestellte Sensitivitätsstudie, in der die Laufzeitverzögerungen (Delays) simuliert werden, eignet sich, um alle Anteile der Laufzeitverzögerung einzeln zu berechnen. Auf diese Weise ist es möglich, alle Werte mit Modellwerten und daraus abgeleiteten Werten zu vergleichen. In der Praxis kann nur der Slant Total Delay gemessen werden.

Im ersten Teil werden dazu zweidimensionale Bodenfelder der Temperatur, des Drucks und der Feuchte angenommen und vertikal zu einem idealisierten 3D – Feld extrapoliert. Daraus können dann sowohl die Modellwerte als auch die azimutabhängigen Delays bestimmt werden. Dabei soll der maximale Einfluss der Atmosphäre auf die Laufzeitverzögerungen und Modellannahmen untersucht werden. Im zweiten Teil der Studie werden 3D - COSMO-DE Analysefelder, die physikalisch sinnvolle Ausgangsdaten liefern, zur Berechnung dieser Größen genutzt. Dabei soll versucht werden, atmosphärische Strukturen in den simulierten GPS - Daten zu detektieren und die Abweichungen durch die Modellannahmen auf einem größeren Modellgebiet zu beziffern. Ziel ist es u. a. das Potential der aus den GPS - Daten abgeleiteten Parameter in Bezug auf die Wasserdampftomografie, Kurzzeitvorhersage und Assimilation in ein Wettermodell abzuschätzen.

2. Grundlagen

2.1. Die Atmosphäre

Die einer permanenten Veränderung unterworfenen Verteilung des Wasserdampfes in der Atmosphäre wird für die prognostische Berechnung einer Wetterentwicklung als eine Ausgangsverteilung benötigt.

Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre wird momentan durch Wasserdampfstrahlometer, Radiosonden, Lidar -, Flugzeug- oder Satellitenmessungen bestimmt. Über die weltweit verteilten Radiosondenmessungen versucht man – unter Zuhilfenahme der Bodenbeobachtungen und von Satellitenmessungen – eine globale Verteilung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre abzuleiten, um diese als Analysefelder den prognostischen Berechnungen beizufügen.

Zu diesem Verfahren, stellen globale satellitengestützte Navigationssysteme eine günstige Alternative dar, da sich in der für die Positionsbestimmung verwendeten Messmethode auch der Einfluss des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre widerspiegelt. Diese Systeme bestehen zum Teil bereits und können ohne nennenswerten zusätzlichen Aufwand genutzt werden. Weitere GPS - Empfänger können kostengünstig aufgestellt werden, so dass die räumliche Auflösung nur von der Anzahl und Verteilung der Satelliten und Empfänger abhängig ist. Die Signale sind immer und nahezu überall verfügbar, was zu einer räumlich und zeitlich hoch

aufgelösten Datengewinnung führen könnte. Durch die sich in der Entwicklung und im Umbau befindenden Systeme, wie z. B. Galileo oder Glonass, wird es in naher Zukunft eine Vielzahl an verfügbaren Signalen geben, die in Verbindung mit einer Wasserdampftomografie hoch aufgelöste dreidimensionale Wasserdampffelder liefern könnten. Troller [2004] hat während einer Messkampagne auf Hawaii bereits eine Methode der GPS - Wasserdampftomografie angewendet, mit Radiosondendaten verglichen und eine gute Übereinstimmung erzielt. Aber auch ohne tomografische Techniken, deren Stärke in der Ableitung einer dreidimensionalen Wasserdampfverteilung zu suchen wäre, kann anhand dieser Daten auf den atmosphärischen Zustand geschlossen werden, da die Laufzeitverzögerungen eine Funktion des Drucks, der Temperatur und der Feuchte sind.

2.3. Refraktivität und Delay

Auf dem Weg vom Satelliten durch die Atmosphäre zum Empfänger wird das GPS – Signal im Vergleich zur Ausbreitung im Vakuum verzögert. Diese Verzögerung kann in einen trockenen und einen feuchten Anteil separiert werden. Der Erste entsteht durch einzelne Bestandteile der Luft wie z. B. Sauerstoff, Kohlenstoffdioxid und Stickstoff. Das Mischungsverhältnis dieser ‚trockenen‘ Bestandteile ist nahezu konstant bis zu einer Höhe von 100 km. Das Verhalten der trockenen Atmosphäre kann durch die räumlich und zeitlich vergleichsweise langsam variierenden Parameter Druck und Temperatur gut beschrieben werden. Daher kann dieser Anteil u.a. mit Hilfe von Modellen aus synoptischen Bodendaten bestimmt werden. Der feuchte Anteil, der allein durch den Wasserdampf entsteht, ist viel variabler und schwerer zu bestimmen.

Im neutralen Teil der Atmosphäre ist der Brechungsindex, der von Druck, Temperatur und Feuchte abhängt, größer als 1 und es kommt somit aufgrund von Brechung und Beugung zur Laufzeitverzögerung des Signals.

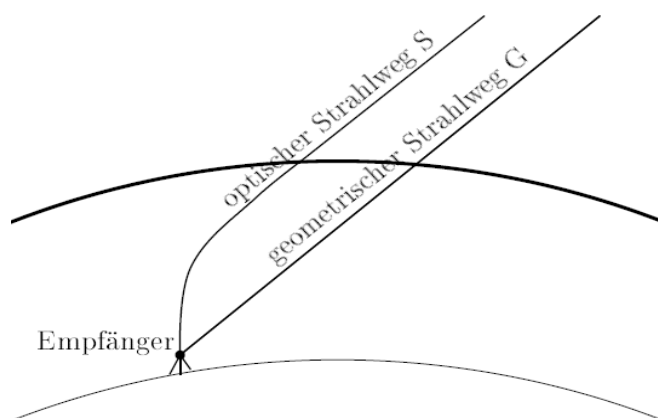


Abb. 1: Strahlweg durch die Atmosphäre.

Wie in Abbildung 1 zu sehen ist, weicht der wahre Weg S des GPS – Signals vom geometrischen Weg G ab. Das Signal breitet sich nach dem Fermat'schen Prinzip aus, welches besagt, dass Licht im Medium stets den schnellsten Weg nimmt um von einem Punkt zum anderen zu gelangen. Im Vakuum wäre dieser Weg eine Gerade und würde dem geometrischen Weg entsprechen. In der Atmosphäre führt dies aufgrund unterschiedlicher Brechungsindizes zu gekrümmten Bahnen.

Der Weg, den das Signal im Vergleich zum Vakuum mehr zurück legt (Delay), ergibt sich aus der Differenz von optischer und geometrischer Weglänge:

$$\Delta L = (L - G) = \int_S n \cdot ds - G = \int_S (n - 1)ds + S - G \quad (1)$$

Dabei ist $n = c/v_p$ der Brechungsindex, mit v_p als Phasengeschwindigkeit und c als Lichtgeschwindigkeit. Die optische Weglänge L ergibt sich aus $L = \int_S n \cdot ds$. Der erste Term zeigt den Delay aufgrund geringerer Ausbreitungsgeschwindigkeit und $S - G$ spiegelt die Beugung wieder, die hier vernachlässigt wird. Damit wird hier nur ein gerader Strahl betrachtet, welcher nicht dem wahren Weg S entspricht.

Meist wird anstelle des Brechungsindex die dimensionslose Größe Refraktivität $N = 10^6 \cdot (n - 1)$ verwendet. Es folgt:

$$\Delta L = 10^{-6} \int N(s)ds. \quad (2)$$

Die Refraktivität kann, ebenso wie der Delay ΔL , in einen trockenen und einen feuchten Anteil unterteilt werden. Es ergibt sich nach Smith und Weintraub [1953] für die trockene Refraktivität

$$N_{dry} = k_1 \cdot \frac{p_d}{T} \quad (3)$$

und für die feuchte Refraktivität

$$N_{wet} = k_2 \cdot \frac{e}{T} + k_3 \cdot \frac{e}{T^2} \quad (4)$$

mit $k_1 = 77.60 K \cdot hPa^{-1}$, $k_2 = 70.40 K \cdot hPa^{-1}$ und $k_3 = 3.739 \cdot 10^5 K^2 \cdot hPa^{-1}$ [Bevis et al. 1994]. Des Weiteren ist $p_d = p - e$ der Partialdruck der trockenen Luft. Die Refraktivität wird entlang des gesamten Strahlweges berechnet. Der Delay ergibt sich in Metern. Der Total Delay ergibt sich aus der Summe aus Dry und Wet Delay:

$$STD = SDD + SWD = 10^{-6} \int N_{dry}(s)ds + 10^{-6} \int N_{wet}(s)ds. \quad (5)$$

2.4. Modelle zur Bestimmung des Delays

Bei der Prozessierung von GPS - Signalen kann der Total Delay gemessen werden. Der für die Atmosphärensondierung benötigte Wet Delay wird über die Berechnung des Dry Delay mit Hilfe von Modellen vom Total Delay abgespalten. Diese Modelle nehmen eine horizontal isotrope Atmosphäre an und nutzen nur die synoptischen Bodendaten Druck, Temperatur und Feuchte am Empfänger.

Die Delay - Modelle nach Saastamoinen und Hopfield stellen eine Näherungen zur Bestimmung des Delays dar. Mit den physikalischen Modellen wird mit einigen vereinfachten Annahmen versucht, den Delay möglichst genau zu berechnen.

Zur Abschätzung der Qualität der Modellwerte werden diese mit simulierten GPS – Daten, die mit Hilfe der physikalischen Modelle berechnet werden, verglichen. Dazu werden Bodenfelder der Größen Druck, Temperatur und Feuchte vorgegeben, die vertikal extrapoliert werden. Diese dreidimensionalen Felder bilden die Grundlage zur Berechnung von Refraktivitätsfeldern (siehe Gleichungen (3) und (4)), aus denen mit Gleichung (2) der Delay berechnet wird.

2.4.1 Physikalische Modelle

Die folgenden einfachen Gleichungen werden genutzt , um aus Bodendaten die Vertikalprofile zu berechnen. Dem Druckprofil liegt die Annahme einer exponentiellen Druckabnahme zu Grunde:

$$p(z) = p_0 \cdot \exp\left(-\frac{T_0}{\beta} \cdot \left[1 - \sqrt{1 - \frac{2\beta gz}{R_d T_0^2}}\right]\right) \quad (6)$$

Dieser folgt was aus der Integration der hydrostatischen Grundgleichung [Baldauf et al. 2007]. Dabei sind p_0 und T_0 die Werte des Druckes und der Temperatur in Kelvin am Boden, $\beta = 42K$ ist eine konstante Rate der Temperaturzunahme mit dem Logarithmus des Druckes, $R_d = 287.05 Jkg^{-1}K^{-1}$ ist die Gaskonstante für trockene Luft, $g = 9.80665 ms^{-2}$ ist das hier angenommene normierte Geopotential und z ist die Höhe in Metern, in der der Druck berechnet werden soll. Aus der Einheit des Bodendrucks folgt die Einheit des berechneten Druckes.

Der Wasserdampfpartialdruck nimmt ebenfalls exponentiell mit der Höhe ab und wird über die Beziehung nach Murray [Kraus 2001] berechnet:

$$e = f \cdot 6.1078 \cdot \exp\left(\frac{a \cdot (T - 273.16K)}{T - b}\right). \quad (7)$$

Die Grundlage hierfür bildet die Clausius – Clapeyron – Gleichung. Es ist f die relative Feuchte, $a = 17.269$ K und $b = 35.86$ K über Wasser. Über Eis wären anderen Konstanten notwendig.

Die Temperatur nimmt nahezu linear mit zunehmender Höhe ab

$$T(z) = T_0 \cdot \sqrt{1 - \frac{2\beta gz}{R_d T_0^2}} \quad (8)$$

mit T als Temperatur in Kelvin und den schon vorher beschriebenen Konstanten [Baldauf et al. 2007].

2.4.2 Delay - Modelle

Ein Modell zur Bestimmung des totalen, feuchten und trockenen Delays ist das Modell nach Saastamoinen [1972a, b, 1973], welches die besten Werte im Bereich der Modellierung des Dry Delay liefert [Mendes 1999]. Es wird angenommen, dass die Refraktivität aus den Gasgesetzen abgeleitet werden kann und es wird die Refraktivität nach Essen und Froome [L. Essen 1951] genutzt. Die troposphärische Laufzeitverzögerung ist gegeben durch [Hofmann – Wellenhof et al., 2002]:

$$STD_{Saas} = \frac{0.002277}{\cos z} \cdot \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) \cdot e - B \cdot \tan^2 z \right] + \delta r \quad (9)$$

mit z als Zenitdistanz in Grad, T als Temperatur in Kelvin, p als Druck und e als Wasserdampfpartialdruck in Hektopascal. B stellt eine Druckkorrektur, die von der Stationshöhe abhängt und δr eine Entfernungskorrektur, die von der Zenitdistanz und der Stationshöhe abhängt, dar. Der sich ergebende Delay wird in Metern angegeben. Der erste Term in den eckigen Klammern repräsentiert den trockenen Anteil, der Zweite den feuchten Anteil und der Dritte die Erdkrümmung.

Ein weiteres Modell zur Bestimmung des Wet und Dry Delays ist das Modell nach Hopfield [1969]. Es wird angenommen, dass die Atmosphäre in isotrope Schichten eingeteilt werden kann. Basis für dieses Modell sind zwei biquadratische Refraktivitätsprofile und ein konstanter Temperaturgradient von -6.5 K/km. Die Strahlenbeugung wird ignoriert. Auch hier wird die Refraktivität nach Essen und Froome [L. Essen 1951] genutzt. Hopfield benutzte reale Daten um eine Approximation für die trockene Refraktivität zu finden. Nach [Hofmann – Wellenhof et al., 2002] ist:

$$SDD_{Hop} = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \frac{77.64 \cdot \frac{p}{T}}{\sin \sqrt{\varepsilon^2 + 6.25}} \cdot [40136 + 148.72(T - 273.16)] \quad (10)$$

der trockene Delay und

$$SWD_{Hop} = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \frac{(-12.96) \cdot T + 3.718 \cdot 10^5}{\sin \sqrt{\varepsilon^2 + 2.25}} \cdot \frac{e}{T^2} \cdot 11000 \quad (11)$$

der feuchten Delay mit der Temperatur T in Kelvin, der Elevation ε in Grad, dem Druck p und Wasserdampfpartialdruck e in Hektopascal. Der Delay ergibt sich in Metern.

3. Auswertung

3.1 Berechnung von Slant Delays aus simulierten Refraktivitätsfeldern

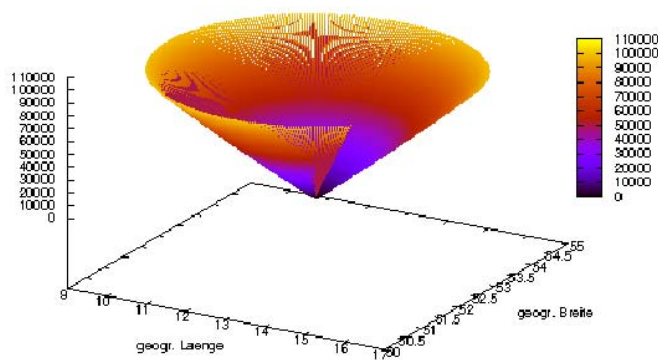


Abb. 2: 360° Scan bei einer Elevation von 20°, farblich aufgetragen sind die Höhenschritte in Meter über der geografischen Länge und Breite in Grad.

Im ersten Teil der Ergebnisse wurde ein 360° Scan, wie in Abbildung 2 dargestellt, um eine Station berechnet. Alle 1° Azimut wurde ein Strahl zwischen Bodenstation und Satellit konstruiert. Bis 16 km Höhe über dem Erdboden wurde die Refraktivität entlang des Strahls aus einem über vorgegebene Bodendaten berechneten Profil (s. 2.4.1) ermittelt. Danach wurde das Modell MSISE zur Berechnung benutzt, welches die Zusammensetzung, Temperatur und totale Massendichte von Stickstoff, molekularen und atomaren Sauerstoff sowie Helium, Argon und Wasserstoff von 0 bis 700 km bereitstellt.

Insgesamt wurde die trockene Refraktivität bis in eine Höhe von 100 km berechnet, da die Schichten oberhalb von 20 km noch mit 5% zum Dry Delay beitragen. Nach [Mendes, 1999] sollte deshalb bei der Berechnung dieser Größen immer bis mindestens 75 km Höhe gerechnet werden. Die Atmosphäre trägt oberhalb von 8 km allerdings nur noch mit 2% zum feuchten Delay bei, weshalb eine Bestimmung der feuchten Refraktivität bis 16 km Höhe ausreichend ist.

Aus den auf diese Weise vorgegeben Refraktivitätsfeldern wurden für verschiedene Elevationen die sich ergebenden Delay-Werte berechnet und mit den Modellen nach

Saastamoinen und Hopfield, verglichen. Die Modelle benutzen nur die Daten am Ausgangspunkt und keine hier vorgegeben Profile der meteorologischen Parameter.

Der Vorteil einer solchen Simulation ist, dass alle Anteile des Delays berechnet werden und für einen Vergleich genutzt werden können. In der Praxis wäre dies nicht möglich. Die auf diese Weise simulierten GPS – Werte (SDD, STD, SWD) werden im Weiteren als simulierte ‚beobachtete‘ Werte bezeichnet.

Um die Modellgüte einzuschätzen, werden im Folgenden die Dry Delay Daten nach den Modellberechnungen mit den simulierten ‚beobachten‘ Werten verglichen. Da beide Modelle den Wet-Delay separat ausweisen, wird zusätzlich ein Vergleich der berechneten Wet Delay-Daten mit den simulierten ‚Beobachtungen‘ möglich.

3.1.1 Ergebnisse

Ein Vergleich zwischen den simulierten Delay-Werten und den mit dem entsprechenden Modell berechneten wird hier auf der Basis der prozentualen Abweichung gezogen:

$$\Delta_{\%} = \frac{SDD_{Modell} - SDD}{SDD} \quad (12)$$

SDD_{Modell} steht hier für die Berechnungen nach den Modellen und SDD für die simulierten ‚beobachteten‘ Daten.

Gibt man sehr hohe Druckwerte in der Nähe der GPS-Station vor (1030 hPa), eine niedrige Temperatur und geringe horizontale Gradienten, dann ergeben sich die geringsten Abweichungen (bei Saastamoinen $\leq 0.37\%$, bei Hopfield $\leq 0.16\%$).

Vergleicht man die Rechnungen unter der Annahme, dass keine horizontalen Gradienten in den meteorologischen Feldern existieren, also die in die Berechnung eingehenden meteorologischen Daten horizontal unveränderlich sind, dann zeigen sich bei beiden Modelle entgegen aller Erwartungen mit rund 13% die größten Abweichungen. Ein Grund für diese Abweichungen kann das Modell MSISE sein, welches die simulierten ‚beobachteten‘ Daten beeinflusst, aber auch die unterschiedlichen Annahmen bei der Berechnung. Der Wasserdampfpartialdruck z. B. nimmt bei Saastamoinen linear mit zunehmender Höhe ab und in den simulierten ‚Beobachtungen‘ exponentiell.

Im Durchschnitt liegt die Abweichung zwischen SDD-Saastamoinen-Modell und den simulierten ‚SDD-Beobachtungen‘ bei 2,0% wenn man den unrealistischen Fall einer Wettersituation ohne horizontale Gradienten außer Acht lässt.. In Bezug auf das Hopfield-Modell beträgt die Abweichung im Durchschnitt 2.7%. Beide Modelle

weisen ähnliche Fehlerbereiche auf, das Saastamoinen-Modell ist wohl zu favorisieren.

Analysiert man die Abweichungen unter Verwendung der modellierten und simulierten ‚beobachtbaren‘ Wet Delay (SWD), dann sind besonders vorgegebene Felder mit geringer Feuchte nur mit großem Fehler zu reproduzieren und es zeigen sich große Unterschiede zwischen hohen und tiefen Elevationen. Hier macht sich besonders bemerkbar, dass die Beugung unter 10° Elevation einen zunehmenden Einfluss hat, der derzeit in den Modellen und Simulationen keine Beachtung findet.

Die prozentualen Abweichungen liegen für SWD viel höher als die für die SDD. Die Vergleiche zeigen im Durchschnitt einen Fehler von 32% bzw. 22%, wenn nur Elevationen über 5° betrachtet werden. Der Wert des Wet Delays ist an sich kleiner als der Wert des SDD, d. h., auch kleine Abweichungen führen zu einem hohen prozentualen Fehler und dieser Anteil ist sehr variabel und nur schwer zu berechnen.

Die Vergleiche zeigten, dass vor allem bei extremen Druckwerten keine Probleme bei der Berechnung mit Hilfe der Modelle feststellbar waren. Eine Abschätzung der Fehlereinflüsse einzelner Größen ergab in Übereinstimmung mit [Hirter, 1996], dass die Temperatur den größten Fehlereinfluss hat und daher bodennah möglichst genau gemessen werden muss.

In diesen Einzelpunktsimulationen ließen sich die vorgegeben horizontalen Verteilungen der meteorologischen Parameter durchaus wiederfinden. So wurde die einer Kaltfront entsprechende Verteilung meteorologischer Parameter in den azimutabhängigen Delays erkannt. Trockene und feuchte Bedingungen sowie Hoch – und Tiefdruck waren am ehesten über den Zenitdelay zu identifizieren.

3.2. Untersuchung atmosphärischer Einflüsse auf simulierte GPS – Delays mit Hilfe von COSMO – DE Analysefeldern

Hier wird jetzt die unter 3.1 vorgestellte Methode der Berechnung und Analyse der 360° Scans an einer einzelnen GPS-Empfangstation auf ein vorgegebenes 30km- Raster solcher Stationen angewendet. Diese theoretisch vorgegebene, regelmäßige Verteilung deckt das Gebiet des COSMO-DE vollständig ab. Anders als unter 3.1. werden jetzt jedoch COSMO – DE Analysefelder [Bender et al. 2008] für die Berechnung der Slant Delays verwendet. Es ergeben sich flächenhaft verteilte Felder der Slant-Delays die unter Zuhilfenahme der 3D – Felder des Drucks, bzw. der Druckperturbation, der Temperatur und der Feuchte berechnet worden.

Ausgehend von den Ergebnissen des Pkt.,3.1 wurden die Werte für das Modell nach Saastamoinen aus den entsprechenden COSMO-DE – Bodenfeldern berechnet. Ein Vergleich zwischen Modell und simulierten Werten ist also auch hier möglich. So

besteht der simulierte Datensatz aus circa 15120 Delays pro Tag an den vorgegeben Positionen der Stationen.

In die Vergleiche wurden insgesamt sieben Beispiele mit schwachen und starken Gradienten von Druck, Temperatur und Feuchte, darunter waren auch einige Tage mit konvektiv sehr ausgeprägten Wettererscheinungen, einbezogen. Die Auswertung stützen sich in erster Linie auf die hier als Anisotropien bezeichnete Differenzen zwischen dem Maximum und dem Minimum der berechneten Delays an einer Scanposition. Diese Anisotropie ist ein Ausdruck für den unter Berücksichtigung der Blickrichtungen bzw. Elevation an der jeweiligen Station berechneten größten Einfluss des horizontal unterschiedlichen Atmosphärenzustandes ermittelten Delays. Der Betrag der Anisotropie ergibt sich aus:

$$SWD_{Aniso} = SWD_{Max} - SWD_{Min} \quad (13)$$

Diese Angabe bezieht sich auf einen Azimutscan mit konstanter Schrittweite an einer Station bei einer gegebenen Elevation, wobei über die Blickrichtung zwischen dem Maximum und dem Minimum die Richtung der Anisotropie festgelegt wird.

3.2.1 Ergebnisse

Die GPS - Daten wurden auf der Grundlage von COSMO - DE Analysefeldern mit bekannten atmosphärischen Strukturen berechnet. Diese Strukturen sollten demnach auch in realen GPS – Beobachtungen erkennbar sein, zumindest bei einer ausreichend hohen räumlichen Dichte von GPS - Empfängern. Die hier beschriebenen Simulationen nehmen demnach auf theoretischem Weg die Ergebnisse von Beobachtungen vorweg, die mit solch räumlich dichter GPS-Empfängerverteilung erreichbar wären.

In einem ersten Beispiel, dem Fall Konvektion, liegt eine Kaltfront quer über Deutschland und bringt kurzzeitig sehr feuchte Luft mit sich, bevor im Westen wieder trockenere Luft und eine neues Frontensystem am Abend folgt. In Abbildung 3 ist links die SWD Anisotropie bei 15° Elevation um 0 Uhr UTC und rechts das Radarbild um 1 Uhr CET (Zentraleuropäische Zeit = 0 Uhr UTC) zu sehen. In diesen Daten sind meist konvektive Ereignisse zu erkennen, die größere Gradienten auf eine geringe Distanz zeigen. In der Realität ist die Bestimmung der Anisotropie nur mit Messungen aus vielen verschiedenen Richtungen möglich.

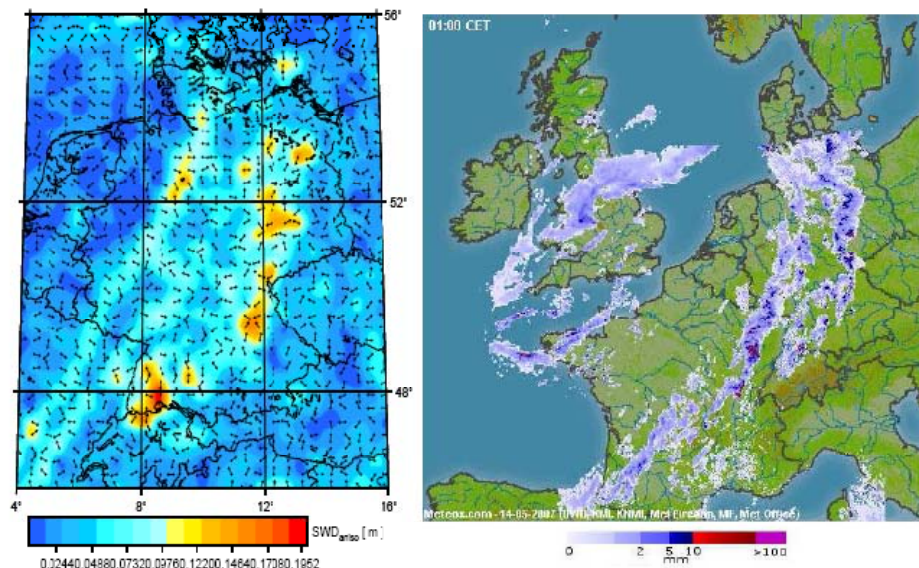


Abb. 3: Fall KONVEKTION: Vergleich der SWD Anisotropie (Betrag und Richtung) bei 15° Elevation um 0 Uhr UTC mit dem Regen-Radarbild von 1 Uhr CET [www.meteox.com] am 14.05.2007

In der SWD Anisotropie in Abbildung 3 ist sowohl eine vorlaufende Konvergenz als auch die Front zu erkennen. Vor und nach der Kaltfront sowie vor der Konvergenz sind die Werte der Anisotropie erhöht. Die Grenze zwischen Front bzw. Konvergenz und unbetroffenen Gebieten ist klar zu erkennen, natürlich nicht in allen Einzelheiten, die im Radarbild zu sehen sind. Beide Bilder geben auch unterschiedliche Informationen wieder: so folgt die SWD-Anisotropie dem Wasserdampfgehalt, die Radarbilddarstellung dem Flüssigwassergehalt der Atmosphäre. Bei der Prozessierung der GPS - Daten in naher Echtzeit könnten diese Anisotropien im Zusammenspiel mit Radarbildern zur Eingrenzung und Beobachtung von Fronten und größeren konvektiven Ereignissen dienen.

Auch die vorlaufende Konvergenz und die folgende Kaltfront, die an diesem Tag abends über Deutschland hinweg zogen, konnten in den Anisotropien detektiert werden. In Abbildung 4 ist die SWD Anisotropie bei 20° Elevation um 22 Uhr UTC links und das Radarbild um 22:30 Uhr CET, da aufgrund eines Radarausfalls kein Bild von 23 Uhr UTC verfügbar war, rechts dargestellt. Im Radarbild ist eine Squall-Line, die sich über Sachsen, Thüringen bis hinein nach Tschechien erstreckt, zu sehen. Diese ist auch in der SWD Anisotropie erkennbar.

In diesem Beispiel zeigen sich Unterschiede zwischen den Beobachtungsmethoden – simulierte GPS-Daten und Radarbild - besonders über Österreich und Norditalien. Hier zeigt das Radarbild keine Regenmengen - das simulierte GPS-Bild jedoch einen hohen Anteil von Luftfeuchte. Das Potenzial für später dort einsetzende Konvektion ist also vorhanden und in dem GPS-Bild sichtbar.

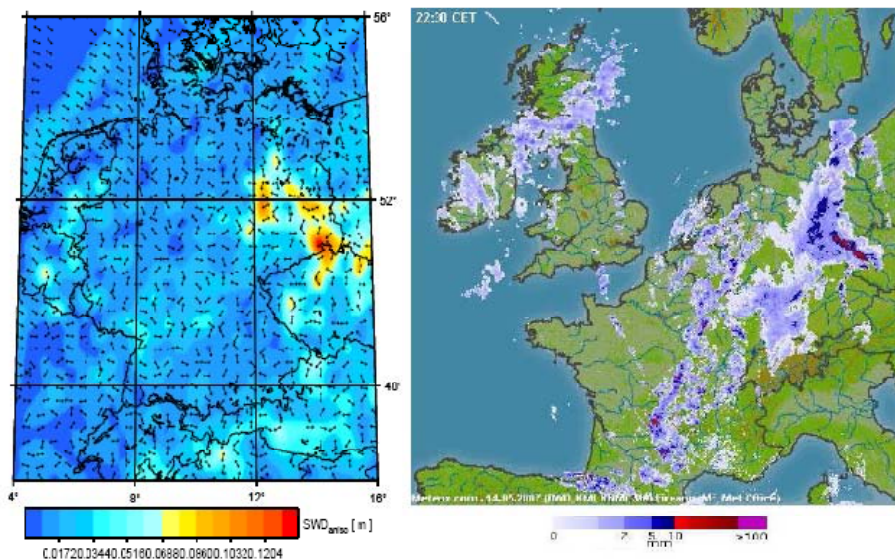


Abb. 4: Vergleich zwischen SWD Anisotropie (Betrag und Richtung) bei 20° Elevation um 22 Uhr UTC mit dem Regen-Radarbild um 22.30 Uhr CET [www.meteox.com] am 14.05.2007

Auch nach der Analyse weiter Beispiele zeigt es sich, dass Fronten und Konvektion in den Anisotropien erkannt werden. Trockene und feuchtere Gebiete waren besonders in dem Zenit Wet Delay zu identifizieren. Verschiedene Druckverhältnisse waren in den simulierten Daten nicht sichtbar.

In Bezug auf die Differenz zwischen Modell und Simulation, die aus:

$$\Delta SDD = SDD - SDD_{Saas}$$

folgt, zeigen die maximalen Abweichungen niedrige Werte von einigen Zentimetern und steigen nur unter 10° aufgrund der Vernachlässigung der Beugung in den simulierten GPS - Daten an. Die Differenz der Wet Delays

$$\Delta SWD = SWD - SWD_{calc}$$

zeigt höhere Werte als der ΔSDD , was auf die hohe Variabilität dieses Anteils hinweist. Die extremsten Fälle mit Fronten und stärkeren Gradienten zeigen die niedrigsten Abweichungen und die eher ruhigen Fälle, wie z. B. zwei in den Betrachtung einbezogene Hochdrucksituationen zeigten die höchsten Abweichungen in Bezug auf den maximalen ΔSWD .

Sowohl trockenere und feuchtere Gebiete als auch Fronten und konvektive Strukturen sind in den simulierten GPS - Daten und auch im abgeleiteten SWD_{calc} erkennbar. Es ist demnach möglich, von GPS - Daten unter Einbeziehung anderer Beobachtungen, wie z. B. Radarbildern oder Modellkarten, auf den atmosphärischen Zustand zu schließen. Vor allem in den Anisotropien sind die konvektiven Strukturen erkennbar.

Eine weitere Erkenntnis aus der Simulation mit COSMO-DE Feldern ist, dass die mit dem Modell nach Saastamoinen berechneten Werte nur gering vom vorgegebenen SDD abweichen und ab 10° Elevation nur noch Abweichungen im Zentimeterbereich auftreten, bei Werten im Zenit von circa 2.3 m im Flachland. In Übereinstimmung mit dem ersten Teil (3.1) zeigte sich, dass es möglich und sinnvoll ist, dieses Modell zur Berechnung des trockenen Anteils zu nutzen. In der Nähe von Fronten zeigt sich zwar ein leichter Anstiegs des ΔSDD , die Übereinstimmung war trotzdem gut.

Ähnliches ist für den ΔSWD und dem SWD_{calc} zu sagen, in dem die im SWD erkannten Atmosphärenstrukturen ebenfalls wiedergefunden wurden.

4. Zusammenfassung und Ausblick

Die hier aufgeführten Ergebnisse sind vollständiger bei Eichler (2009) beschrieben. Die Untersuchungen bestanden in der Simulation von richtungs- und elevationsabhängigen GPS-Laufzeitverzögerungen (Delays) für verschiedene atmosphärische Einflüsse. Die Richtungsabhängigkeit wird stark durch die von Ort zu Ort verschiedene Wasserdampfkonzentration beeinflusst. Diese Auswirkung und deren Aussagegehalt wird zunächst für eine Station und danach auf der Basis von COSMO-DE Analysen für eine regionale Verteilung solcher Stationen untersucht. Dabei zeigte sich, dass der Dry Delay durchaus mit dem Modell nach Saastamoinen berechnet werden kann. Die Bestimmung des Wet Delays aus dem Total Delay und Saastamoinen Dry Delay erwies sich als möglich aber schwieriger. Diese Studie sollte im nächsten Schritt auf reale GPS – Messungen ausgedehnt werden. Der Analyseapparat dafür steht im Ergebnis dieser Studie zur Verfügung.

Literatur

Baldauf, M., Förstner, J. Klink, S., Reinhardt, T., Schraff, C., Seifert, A. und Stephan, K., 2007: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kürzestfrist LMK und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung.

Bender, M., Dick, G., Wichert, J., Schmidt, T., Song, S., Gendt, G., Ge, M. und Rothacher, M., 2008: Validation of GPS slant delays using water vapour radiometers and weather models. Meteorologische Zeitschrift, Volume 17, Number 6, December 2008, pp. 807-812.

Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C. und Ware, R. H., 1994: GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. Journal of Geophysical Research, 97(D14):15787-15801.

Eichler, K., 2009: Untersuchung von atmosphärischen Einflüssen auf simulierte GPS-Laufzeitverzögerungen, Diplomarbeit Inst.f. Meteorologie Univ. Leipzig, 110S.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. und Collins, J., 2002: GPS: Theory and Practise. 5. edition. Wien, Springer.

Hirter, H. A., 1996: Mehrdimensional Interpolation von meteorologischen Feldern zur Berechnung der Brechungsbedingung in der Geodäsie. Dissertation, Zürich: ETH Zürich.

Kraus, H., 2001: Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie. Springer, Berlin; Heidelberg; New York, Nachdruck

L. Essen, K. D. Froome., 1951: Dielectric constant and refractive index of air and its principal constituents at 24,000 mc./s. Nature, 167:512-513.

Mendes, V. B., 1999: Modeling the neutral – atmospheric propagation delay in radiometric space techniques. Technical Report No. 199, Fredericton, N.B.: Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick.

Saastamoinen, J., 1972a: Contributions to the theory of atmospheric refraction Part I. Astronomical refraction. Bulletin Géodésique, 105:279-298.

Saastamoinen, J., 1972b: Introduction to practical computation of astronomical refraction. Bulletin Géodésique, 106:383-397.

Saastamoinen, J., 1973: Contributions to the theory of atmospheric refraction Part II. Refraction corrections in satellite geodesy. Bulletin Géodésique, 107:13-34

Smith, E. K. und Weintraub, S., 1953: The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. Proceedings of I.R.E., 41:1035-1037

Troller, M. R., 2004: GPS based Determination of the Integrated and Spatially Distributed Water Vapor in the Troposphere. Dissertation, Zürich: ETH Zürich.

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig Bd. 45